

Trabajo Fin de Grado

Estructura y evolución tectónica de la región de
Imilchil (Alto Atlas)

-

Structure and tectonic evolution of Imilchil region
(High Atlas)

Autor

David Balmont Ráfales

Directores

Antonio Casas Sainz
Carlos Luis Liesa Carrera

Grado en Geología

Departamento de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza

Curso

2019-2020

Índice

1. Abstract	2
2. Introducción.....	2
3. Marco tectónico.....	3
4. Objetivos.....	5
5. Metodología	5
6. Situación geográfica y geológica	7
7. Resultados	11
7.1 Identificación de unidades estratigráficas a partir de la columna tipo definida.....	11
7.1.1 Materiales triásico-liásicos.....	11
7.1.2 Formación Tassent (Ag1); Toarciense-Aalenense.....	12
7.1.3 Formación Bab-n-Ouayad (Ag2); Bajociense inferior	13
7.1.4 Formación Tislit (Ag3) Bajociense medio- superior	13
7.1.5 Formación Imilchil (An1); Bajociense terminal- Bathoniense temprano.....	14
7.1.6 Formación Isli (An2); Bathoniense-¿Calloviense?	15
7.1.7 Formación Tasraft; Paleoceno superior- ¿Eoceno inferior?	15
7.1.8 Magmatismo del Jurásico medio.....	16
7.2 Estructura general	16
7.2.1 Cartografía geológica.....	16
7.2.2 Cortes geológicos	18
8. Discusión de resultados. Evolución geológica de la zona.....	20
9. Conclusiones	23
10. Bibliografía.....	23
11. Anexos	26

1. Abstract

The work is focused on Mesozoic materials (Triassic-Jurassic) located in the High Central Atlas sector, specifically in the vicinity of Imilchil (Morocco). Jurassic materials suffer an intense diapirism produced by Triassic evaporitic shales, deposited during a context of rifting caused by the opening of the Central Atlantic Ocean. The area is affected by Jurassic magmatism that produces cortical thinning, key to understanding the current topographic relief of the High Atlas. The collision of the Iberian plate with the African during the Oligocene produces the reactivation of Mesozoic rifting fractures forming the High and Middle Atlas. The main objective of this work is to geometrically characterize the major and minor structures, to analyze the relations between units to propose an origin and evolution of the area. To do this, a bibliographic compilation has been made and it has been possible to define the large stratigraphic units in the area. A geological mapping has been carried out based on the defined units and the analysis of the satellite images. Direction and dip data of units and geological structures have been taken using two different methods: (1) Automatic resolution of the geological problem of the three points, (2) horizontal method. It has been carried out data processing to represent preferred directions of geological structures. Geological cross-sections have been made to display the general structure of the region. The relationship between diapirism and the affected units (halokinetic units) is discussed, based on the geometric relationships close to the diapiric nuclei. It is concluded that there is an active diapirism during the Toarcian-Callovian that is recorded in halokinetic units. Diapirism is the cause of most of the deformation of the area, it acts in a heterogeneous way and the alpine compression stage generates little deformation.

2. Introducción

Durante las últimas décadas, el campo de la teledetección ha crecido exponencialmente, permitiendo la obtención de imágenes satélite georeferenciadas y modelos digitales de elevaciones con un alto nivel de resolución, abriendo así un gran abanico de posibles aplicaciones en el campo de la geología, como por ejemplo, la realización de una cartografía geológica de detalle a media escala, complementaria a la actividad presencial de campo.

El objeto de estudio corresponde a un pequeño fragmento del Alto Atlas situado en las inmediaciones de Imilchil. El Alto Atlas es una de las cadenas montañosas que conforman la cordillera Atlas marroquí, donde se encuentra el pico más alto del norte de África "Jebel Toubkal". (Ver contexto geográfico y geológico para más información).

La cordillera del Atlas es definida como un orógeno intracontinental y autóctono, que se desarrolló sobre una corteza continental, un basamento deformado durante la Orogenia Varisca. La configuración estructural paleozoica y la mesozoica producida principalmente por la segunda etapa de rifting durante el Jurásico inferior (con direcciones que oscilan entre E-W; NE-SW; ENE-WSW) son imprescindibles para entender la dinámica general de las estructuras

de la cordillera del Atlas tal y como lo conocemos actualmente ya que muchas de ellas guardan un gran paralelismo (Frizon de Lamotte et al., 2008).

La zona de estudio fue afectada por un intenso diapirismo que actuó durante el Jurásico (Toarciense-Callovienso temprano) y cuyo sustento fueron sedimentos lutíticos evaporíticos depositados durante la primera etapa de rifting triásico (figura 1C). El diapirismo actuó durante el Jurásico (Toarciense-Callovienso temprano) de forma continua pero heterogénea en cuanto a intensidad en el tiempo, quedando registrados dos eventos principales: (1) Toarciense-Aaliense superior; (2) Bajociense superior (Joussiaume, 2016)

Este diapirismo afecta notablemente a la sedimentación en la cuenca jurásica, quedando registrada en ella grandes adelgazamientos de las unidades, truncamientos, discordancias proximales a las crestas. Es decir, todos los depósitos sedimentarios de edad jurásica presentan una naturaleza halocinética (Joussiaume, 2016).

Joussiaume (2016) también concluye que el área se deformó levemente durante el acortamiento cenozoico.

3. Marco tectónico

Después de la ruptura del supercontinente Rodinia durante el proterozoico, África pasó a formar parte del bloque continental Gondwana. En el Paleozoico Inferior, Laurentia, Báltica y Avalonia colisionan formando Laurasia. Posteriormente, se inicia el Ciclo Varisco produciéndose un reagrupamiento continental hasta formar el supercontinente Pangea, colisionando Gondwana con Laurasia por el cierre del Océano Rheico.

Comienza el ciclo mesozoico-cenozoico con la ruptura de Pangea por la apertura de los océanos Rheico y Atlántico Central (figura 1A). La etapa de rifting producida por la apertura del Océano Atlántico Central se registra durante el Triásico Medio- Tardío. Durante su máximo desarrollo, se produce un magmatismo basáltico intenso pero corto en el tiempo, definiendo la Provincia Magmática del Atlántico central, CAMP (figura 1B). Evento que produjo un adelgazamiento de la corteza mesozoica en el oeste de Marruecos, con la proliferación de numerosos diques en la región africana (Michard et al., 2008). También se registra un segundo episodio de rifting durante el jurásico (Lias superior-Dogger), producido por una rama del océano Tethys. Entre ambos procesos de rifting, en la cordillera Atlas, se genera un relieve máximo submarino conocido como el Arco Oeste Marroquí, sobre el que se depositan sedimentos clásticos gruesos y, hacia zonas más externas, lutitas evaporíticas. (figuras 1C y D), (Frizon de Lamotte et al., 2008). En este contexto extensional, se produce un sistema de semigrabens, condicionado por las fallas variscas preexistentes, y es concretamente durante la etapa extensiva jurásica cuando se crea la configuración de cuencas con una dirección de alargamiento preferente NE-SW; ENE-WSW, idéntica a la del Alto y Medio Atlas (Teixell et al. 2007). El Medio Atlas se encuentra orientado NE-SW y se considera un rift perpendicular a la dirección de extensión, mientras que el Alto Atlas con una orientación ENE-WSW se considera como un rift oblicuo (Teixell et al., 2007).

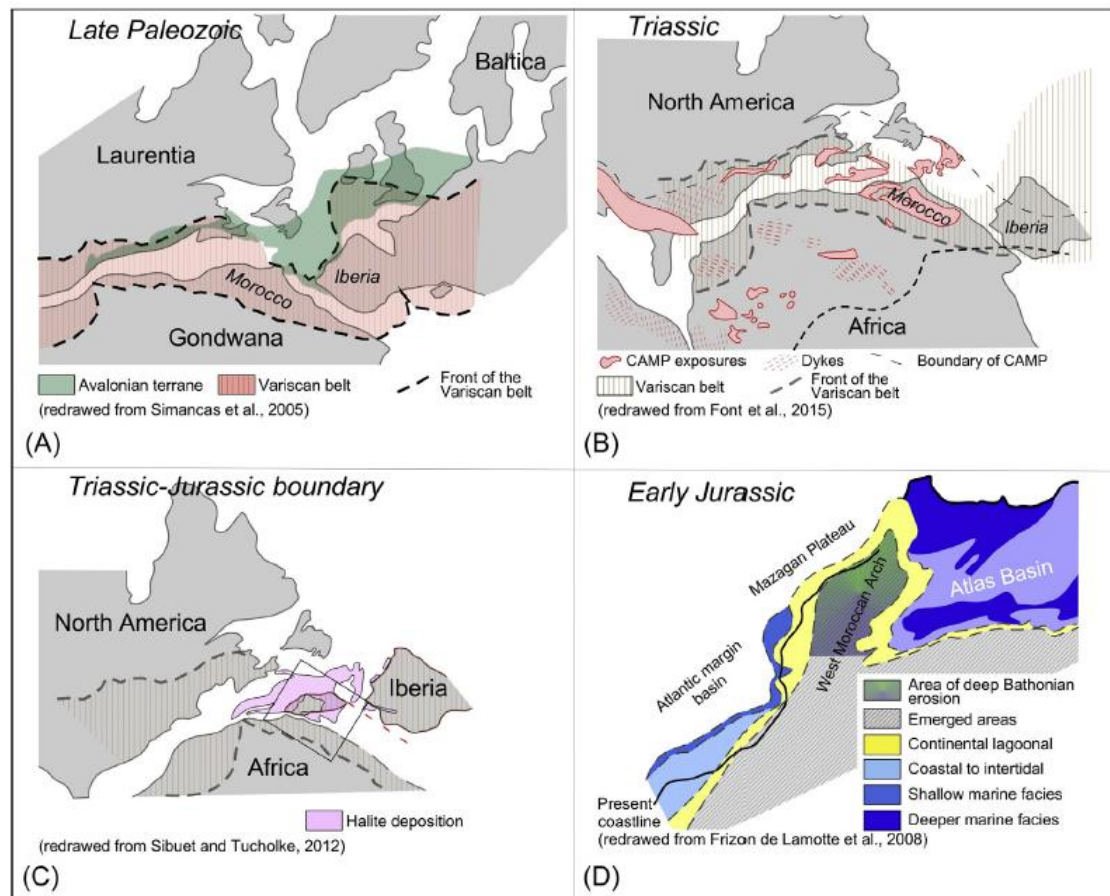


Figura 1. Evolución tectónica resumida con los eventos más relevantes que afectaron a la cordillera Atlas. (A) Fragmentación de Pangea; (B) Evento CAMP; (C) Depósitos Evaporíticos; (D) Formación de las cuencas del Atlas y del margen Atlántico. Imagen obtenida de Vergés et al. (2017).

En el Cretácico, el Atlántico Norte se expande e Iberia se desplaza hacia el este rotando en sentido antihorario (figura 2). A su vez, el Atlántico Sur también se expande, y África colisiona con Eurasia, proceso que se alarga hasta el Oligoceno temprano. Todos estos procesos quedan englobados en los eventos de acortamiento magrebí-atlásico y pirenaico-alpino, formándose así los cinturones montañosos de Marruecos actuales (Michard et al., 2008). Los estudios de neotectónica aportados por Couvreur (1973), Dutour y Ferrandini (1985), Morel et al. (1993, 2000) y Sebrier et al. (2006), los de microsismicidad aportados por Coisy y Froigneux (1980) y los de mecanismos focales por Medina y Cherkaoui (1991) defienden la idea de que la compresión en la cordillera Atlas continua hasta la actualidad. Sin embargo, hay un gran debate en cuanto a cómo se produjo el evento de compresión en la cordillera Atlas. Laville et al. (1977) defiende la idea de un único periodo compresivo continuo Cretácico superior-Mioceno, mientras que otros autores, como Frizon de Lamotte et al. (2000) apoyan la idea de dos fases tectónicas, Eoceno y Plio-Pleistoceno. También se piensa que la diferencia de acortamiento a lo largo de toda la cordillera Atlas se debe a las complejas etapas de acoplamiento de las placas africana y europea (Teixell et al., 2007).

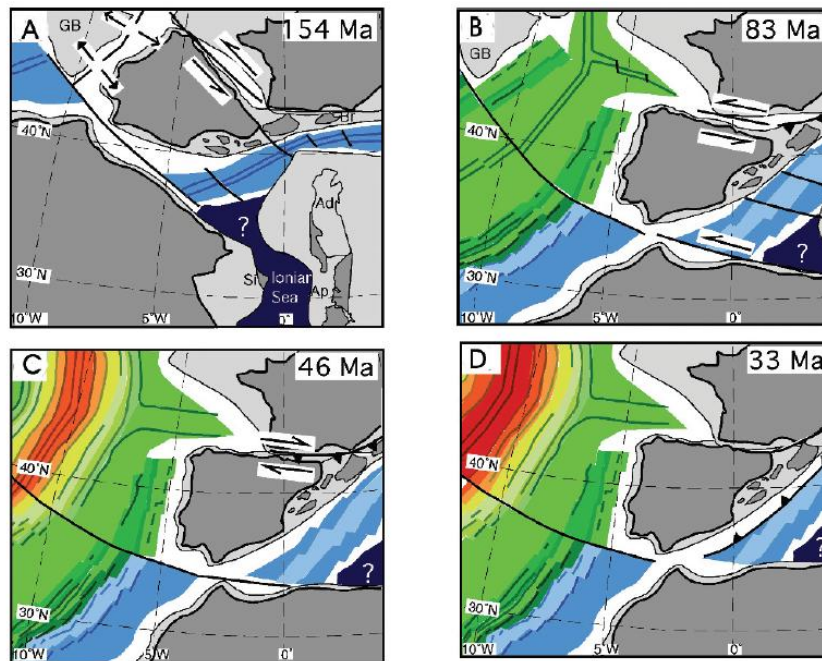


Figura 2. Evolución de las regiones Centro-Norte Atlántica y Tethys Oeste, donde se observa el desplazamiento en sentido antihorario de iberia y la posterior compresión entre África e Iberia. A: Jurásico Tardío; B: Cretácico Tardío; C: Eoceno Medio; D: Oligoceno Temprano. Imagen obtenida de Michard et al. (2008).

Cabe destacar el elevado volcanismo Cenozoico de la cordillera Atlas. Este está asociado a una litosfera adelgazada, dentro de una franja NE-SW. Presenta sismicidad difusa y un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca. El relieve de la cordillera Atlas no está asociado exclusivamente con un acortamiento cortical, sino que también está asociado a esa franja NE-SW de litosfera adelgazada (Frizon de Lamotte et al., 2008), quedando descartado el adelgazamiento litosférico por tectónica extensiva ya que los datos aportados por diversos autores Coisy y Frogneux (1980); Medina y Cherkaoui (1991); Morel et al. (1993, 2000); Sani et al. (2000), reflejan siempre una tectónica compresiva.

4. Objetivos

El objeto principal del presente trabajo es, a partir de la recopilación bibliográfica y de imágenes satelitales, realizar una cartografía de la zona de Imilchil (Alto Atlas) para posteriormente realizar corte geológicos con el fin último de caracterizar geométricamente las estructuras existentes en la zona y proponer un origen y evolución para ellas discutiendo con los modelos propuestos que se hayan encontrado en la recopilación bibliográfica.

5. Metodología

Para llevar a cabo este trabajo se ha seguido la metodología que incluye trabajo de gabinete que se describe a continuación:

Se ha realizado una recopilación bibliográfica para definir la columna estratigráfica tipo de la zona y posteriormente, realizar la cartografía geológica de la zona de estudio. La columna estratigráfica tipo (ver apartado 6) queda definida por Charrière et al. (2011).

La cartografía geológica ha sido elaborada en ordenador a partir de la imagen satelital con la aplicación Google Earth. Se han trazado todas las líneas de capa correspondientes a estratos visibles con la opción añadir ruta, generando así un mapa de líneas cartográficas (Anexo II). Se han calculado medidas de dirección y buzamiento de capas y otros contactos geológicos a partir de dos métodos diferentes: (1) Resolución automática del problema geológico de los tres puntos (Martinez-Torres et al., 2011), (2) el método de las horizontales. Ambos métodos son posibles aplicarlos a partir de las imágenes de satélite de Google Earth gracias al modelo de elevación digital que incluye y que nos permite obtener la altitud en cualquier lugar de la superficie de la tierra.

El método de resolución automática del problema geológico de los tres puntos está recogido por Martinez-Torres et al. (2011). Funciona a partir de un algoritmo cuyos cálculos están basados en la solución gráfica (Martinez-Torres et al., 2011), definiendo un triángulo con tres puntos en el espacio, que deben pertenecer a la misma línea de capa de un estrato (figura 3), y cada uno de ellos definidos por su latitud, longitud (coordenadas UTM) y altitud (metros). Dicho algoritmo aporta el resultado de la dirección (notación de 0°- 360°) y la dirección de máxima pendiente del estrato definido por los tres puntos.



Figura 3: Método de resolución automática del problema geológico de los tres puntos, donde las coordenadas (long: longitud, lat: latitud, alt: altitud.) Obtenida de Google Earth Pro.

El método de las horizontales define la dirección y buzamiento de un estrato a partir de la generación de dos líneas auxiliares horizontales donde cada una de ellas une puntos de una misma línea de capa a una altitud semejante, quedando descrito un simple problema geométrico (figura 4). Las horizontales han sido definidas en la imagen satelital mediante trazar ruta y las medidas han sido obtenidas con la herramienta regla y de forma ortogonal.

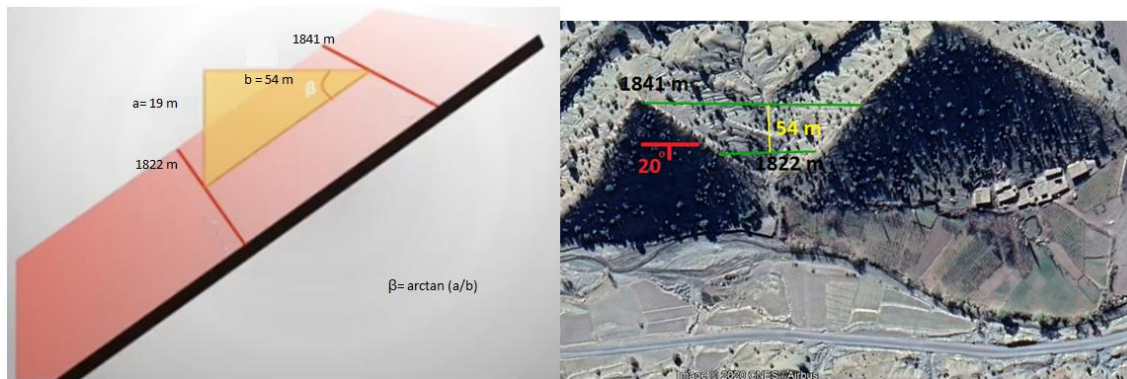


Figura 4: Método de las horizontales donde a la izquierda queda definido el problema geométrico y a la derecha la aplicación de dicho problema sobre la imagen satelital. a= diferencia entre cotas, b= distancia entre líneas horizontales en la ortogonal, β = ángulo de buzamiento.

Una vez definida la columna estratigráfica tipo de la zona, realizado el mapa de líneas cartográficas y recopilado información necesaria de direcciones y buzamientos se ha superpuesto toda esa información a través de la aplicación Adobe Illustrator, y se ha determinado la traza de las unidades geológicas y sus relaciones tanto estructurales como sedimentarias sobre la imagen satelital (Anexos I y II).

Finalmente, sobre la cartografía concluida se han realizado 3 cortes geológicos para así poder interpretar la geometría de las estructuras en el subsuelo y la relación entre ellas.

6. Situación geográfica y geológica

Geográficamente, la zona estudiada se sitúa en la zona noroeste de la región de Draa-Tafilalet (área central de Marruecos), más concretamente la zona de estudio ocupa aproximadamente 1.100 km², incluyendo en ella la comuna rural de Imilchil (centro), fronteriza con la zona este de la región de Beni Melal-Jenifra. Las vías de acceso principales son, por el norte la carretera R317, por el sur las carreteras R706-R703, y la R706 por el este. Todo lo descrito en este párrafo se encuentra gráficamente en la figura 5.

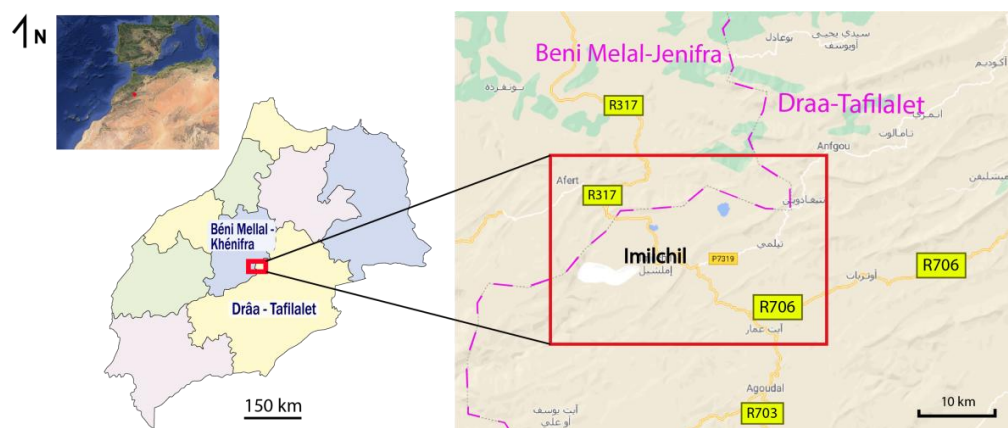


Figura 5: Situación geográfica de Imilchil (Marruecos). A la derecha, el mapa de la zona estudiada. El rectángulo marca una sección correspondiente a la zona donde se ha desarrollado este trabajo. Imágenes tomadas de <https://d-maps.com/> y <https://www.google.es/maps>.

Desde el punto de vista geológico, la zona se encuentra incluida en los materiales triásico-jurásicos que conforman el Alto Atlas Central. En la figura 6 observamos la distribución de materiales geológicos aflorantes en la zona de Rif, Atlas medio, Alto Atlas y Antiatlás. En la zona de Rif afloran sedimentos marinos profundos de tipo Flysch y secuencias sedimentarias intrarif, mesorif y prerif. El Atlas Alto y Medio están compuestos mayoritariamente por materiales mesozoicos, abundando Triásico y Jurásico. También afloran materiales del Cretácico y Paleógeno, pero en menor medida. Un fragmento del Alto Atlas y parte del Antiatlás se formó bajo basamento de la Orogenia Panafricana (Frizon de Lamotte et al., 2008), por ello, afloran materiales de corteza Panafricana. Estos, junto a los materiales paleozoicos, afloran mayoritariamente en la zona del Antiatlás ya que esta no se vio tan afectada por los procesos de rifting pre-mesozoicos (figura 6).

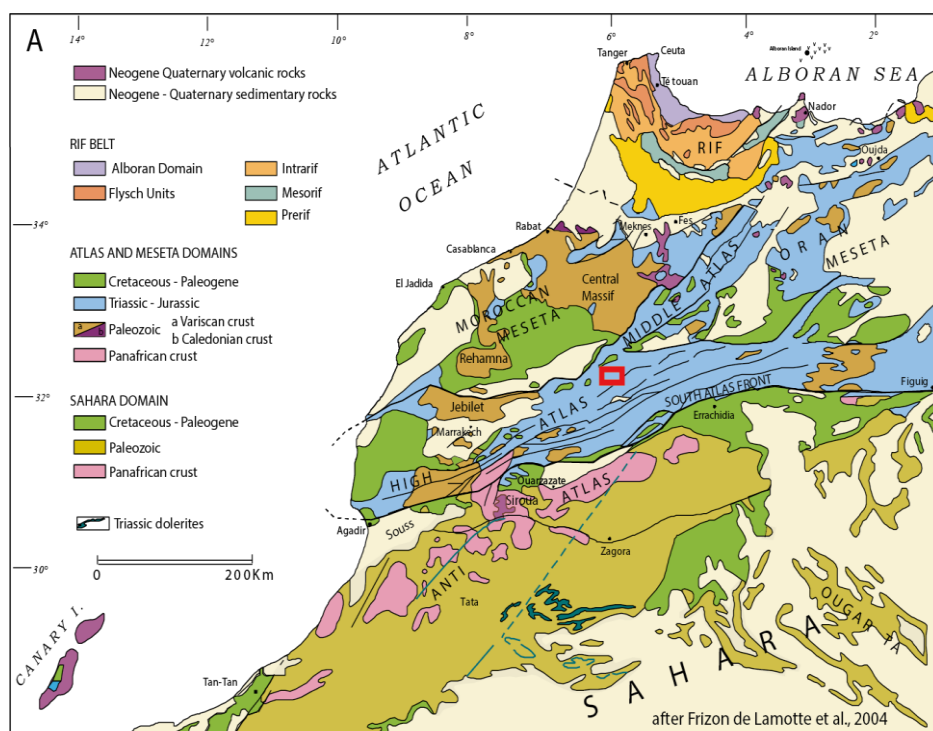


Figura 6. Mapa geológico esquemático de la cordillera Atlas. El recuadro rojo indica la zona de estudio. Imagen obtenida de Michard et al. (2008).

La sedimentación mesozoica en la cordillera Atlas comienza tras la subsidencia generada por el proceso de rifting del Triásico. La dirección preferente de las estructuras subsidentes era NE-SW, dirección que fue heredada de las estructuras que se formaron durante la Orogenia Hercínica (Laville et al., 1977). En los inicios de la subsidencia, se depositan lechos rojos detríticos con evaporitas sinrif, que pueden alcanzar los 1.000 metros de potencia en cuencas de sistemas de semigrabens delimitadas por fallas normales de dirección ENE-WSW (Vergés et al., 2017) y basaltos tholeiíticos (Evento CAMP) característicos en los inicios de procesos de rifting (Arboleya et al., 2004). Las lutitas evaporíticas depositadas durante el Triásico tardío son el sustento principal de la actividad diapírica en el Alto Atlas Central (Vergés et al., 2017). En el Lias inferior comienzan a depositarse sedimentos marinos, formando plataformas de calizas y dolomías (Arboleya et al., 2004). A comienzos del Lias superior aumenta la subsidencia y comienza la sedimentación marina profunda depositándose series potentes de margas y

turbiditas hasta el Dogger. Una regresión en el Dogger terminal deja un escaso registro de lechos rojos detríticos, terminando así con la sedimentación jurásica. Posteriormente, en el Jurásico medio (Bathonienense), se produce una actividad plutónica y volcánica importante, quedando registro en la zona de estudio de gabros alcalinos (Arboleña et al., 2004), evento exclusivo del Alto Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2008). Laville y Piqué (1992) asocian este evento a un régimen transpresivo, con un posterior evento de erosión exhumando las rocas plutónicas. Barbero et al. (2006) aporta datos termocronológicos que apoyan la idea de que el evento magmático esté asociado con la continuación del evento extensional anterior (Frizon de Lamotte et al., 2008).

La sedimentación cretácica está sucedida por lechos rojos fluviales, calizas de plataforma y capas fosfáticas (Arboleña et al., 2004). Laville et al. (1977) defiende la idea de un inicio de la compresión alpina en el Cretácico, por la evidencia de lechos rojos.

La sedimentación neógena-cuaternaria es continental y tiene un escaso desarrollo. Hay registro de conglomerados aluviales y calizas lacustres coetáneos a la dirección principal de compresión (Monbaron, 1982). Sus depósitos se centralizan en pequeñas llanuras a pie de montaña y en sinclinales (Martin, 1981). No hay registro de sedimentación neógena-cuaternaria en cuencas de antepaís, pero sí hay registro de magmatismo alcalino, abundante en el Atlas Medio (Arboleña et al., 2004).

Focalizándonos en la geología de la zona de estudio (figura 7), los materiales aflorantes son mesozoicos, concretamente, encontramos registro continuo desde el Triásico hasta el Bathonienense-Callovienense. Los materiales triásicos están compuestos por lutitas evaporíticas junto con basaltos procedentes del evento CAMP, estos afloran siempre en conjunto y en los núcleos anticlinales. Durante la sedimentación del Lias-Dogger se produce una tendencia regresiva compuesta por 6 secuencias de transgresión-regresión de tercer orden y donde se reconocen 3 sistemas sedimentarios: (1) Sistema de carbonatos (rampa media a distal) Toarciense-Bajociense (Ag1-Ag2-Ag3); (2) Sistema de unidad transicional terrígena del Bajociense superior (An1); (3) Sistema sedimentario mixto a siliciclástico aluvial, desde el Bathonienense inferior hasta el ¿Callovienense? (An2) (Joussiaume, 2016). Por último en el Bathonienense se produce una importante actividad plutónica y volcánica generando los gabros alcalinos.

Puntualmente, quedan registrados materiales de edad paleógena asociados siempre a los diapiros de materiales triásicos. Michard et al. (2011) explica la formación de estos depósitos (STAR) como causa de eventos de plegamiento superpuestos, que da lugar a la génesis de sinclinales con núcleos de sedimentos paleógenos, que se traslapan sobre núcleos anticlinales triásicos erosionados.

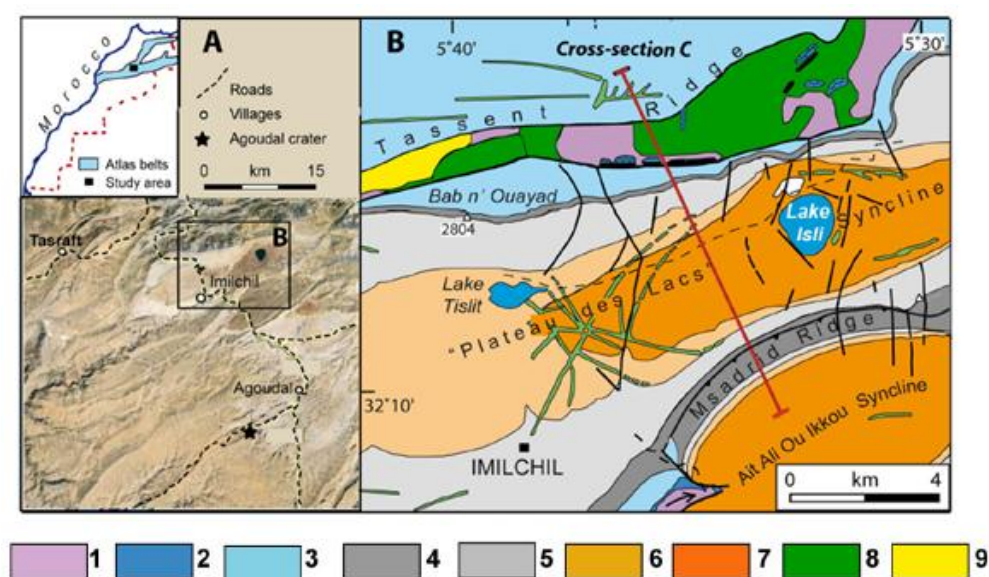


Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio. 1: Argilitas y basaltos triásicos; 2: Calizas del Liásico medio; 3: Ag1 o Formación (Fm) Tassent, Liásico superior-Aaleniano; 4: Ag2 o Bab n' Ouayad Fm. ("Cornisa calcárea"), Bajociano inferior; 5: Ag3 o Fm. Tisli, Bajociano medio-superior; 6: An1 o Fm. Imilchil, Bajociano bajo; 7: An2 o Fm. Isli, Bathoniano-¿Calloviano (lechos rojos); 8: Rocas magmáticas del Jurásico medio-superior; 9: Thanetiano (lechos rojos y basaltos). Imagen obtenida de Ibouh et al. (2014).

La figura 8 corresponde a la columna estratigráfica tipo de las inmediaciones de Imilchil. En ella se observa la sucesión sedimentaria descrita en los párrafos anteriores, incluyendo una descripción sedimentológica con un poco más de detalle.

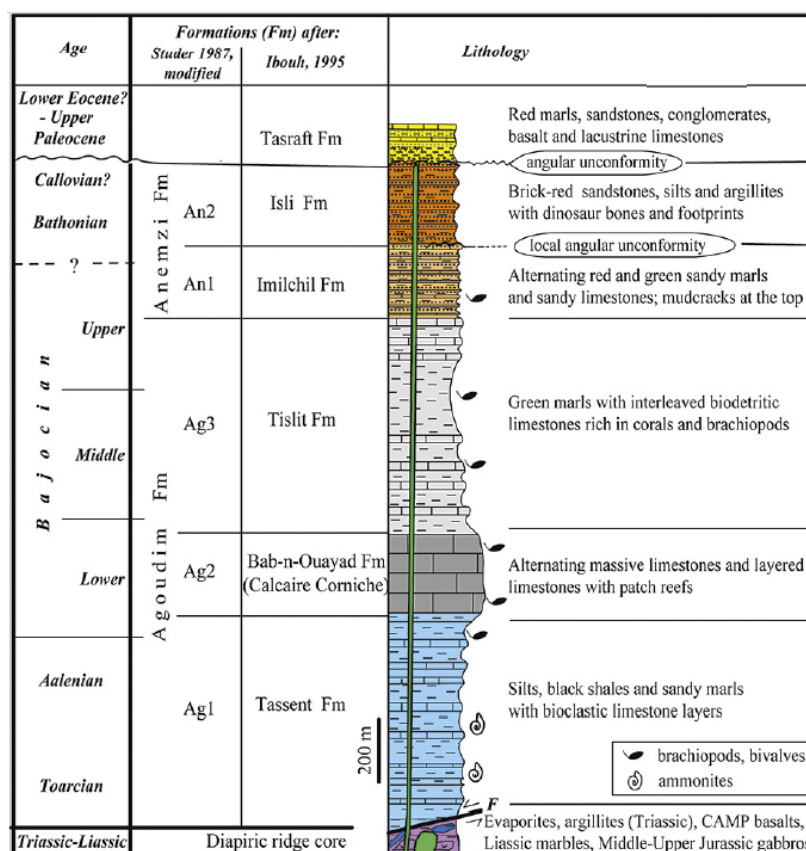


Figura 8: Columna estratigráfica tipo de la zona de estudio. Modificada de Charrière et al. (2011), obtenida de Ibouh et al. (2014).

7. Resultados

En la figura 9 queda sintetizada toda la información obtenida de los resultados, en ella se nombran las principales estructuras para mejorar la comprensión de este apartado.

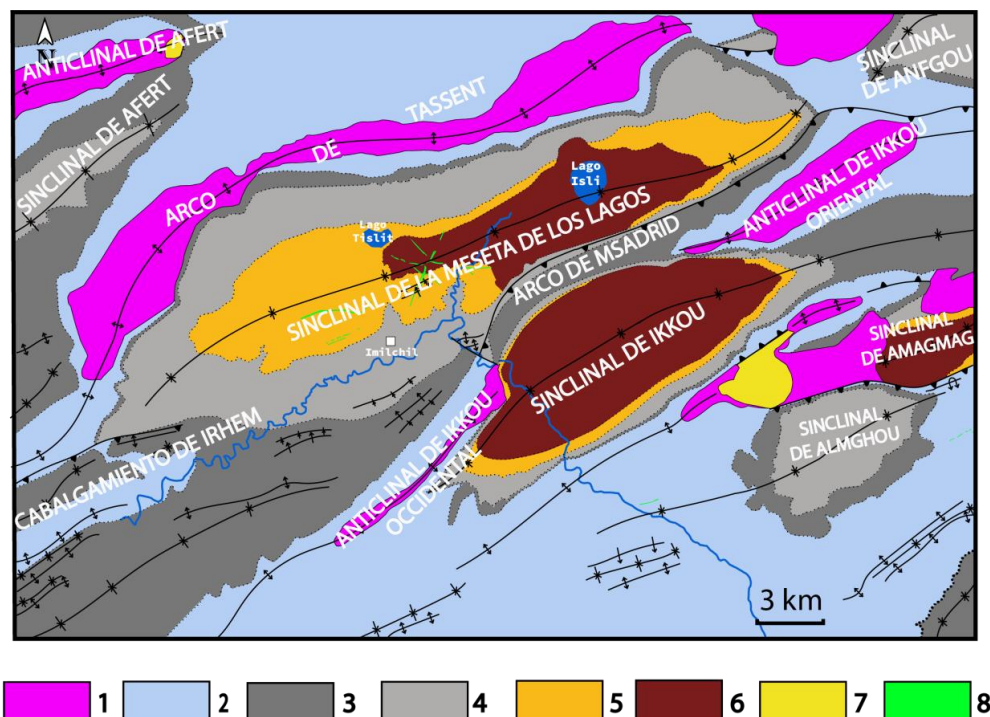


Figura 9: Esquema geológico sintético de la zona de estudio con las estructuras principales. 1: Argilitas y basaltos triásicos;; 2: Ag1 o Formación (Fm) Tassent, Liásico superior-Aalenense; 3: Ag2 o Fm. Bab n' Ouayad ("Cornisa calcárea"), Bajociense inferior; 4: Ag3 o Fm. Tislit, Bajociense medio-superior; 5: An1 o Fm. Imilchil, Bajociense bajo; 6: An2 o Fm. Islit, Bathoniense-¿Calloviense? (lechos rojos); 7: Thanetiense (lechos rojos y basaltos); 8: Rocas magmáticas del Jurásico medio-superior.

7.1 Identificación de unidades estratigráficas a partir de la columna tipo definida

La columna estratigráfica tipo ha quedado definida en el apartado anterior (figura 8). Uno de los objetivos de este trabajo es realizar una cartografía geológica a partir de imagen satelital por Google Earth, por ello, han sido identificadas las unidades estratigráficas de la zona a partir de la descripción litológica de la figura 6. Los criterios empleados han sido: (1) colores litológicos, (2) resistencia a la erosión y relieve de los estratos (capas competentes-capas incompetentes), (3) rasgos geomorfológicos, (4) Relación entre formaciones.

7.1.1 Materiales triásico-liásicos

Los materiales triásico-liásicos quedan definidos en la columna estratigráfica (figura 8) como una amalgama de evaporitas, argilitas, basaltos CAMP, mármoles liásicos. Los materiales

triásico-liásicos se caracterizan por encontrarse en los núcleos de los anticlinales en contacto mecánico con diversa formaciones (figura 9). La homogeneidad litológica y la práctica ausencia de materiales competentes no permiten el resalte de líneas de capa en la imagen satelital. (figura 10) y entre las lutitas evaporíticas triásicas suelen encontrarse fragmentos de basaltos que adquieren una tonalidad rojiza por su alteración (figura 11).

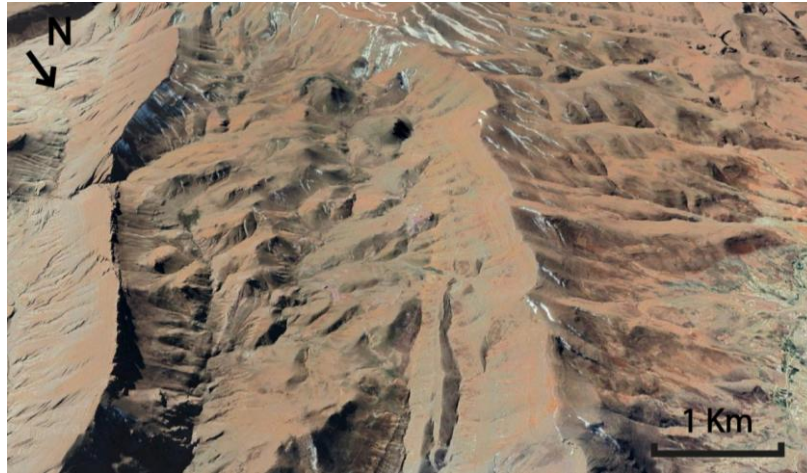


Figura 10: Núcleo triásico del Anticlinal de Afert. Obtenida de Google Earth.

7.1.2 Formación Tassent (Ag1); Toarciense-Aalenienense

La Fm. Tassent queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como limos, lutitas negras y margas arenosas con capas de calizas bioclásticas. Las capas de calizas bioclásticas presentan una mayor resistencia a la erosión con respecto a los demás materiales, haciendo que estos resalten topográficamente. Otros rasgos característicos son el color gris-azulado que le infieren las lutitas y el desarrollo de vegetación en los materiales blandos, lo que facilita la continuidad entre estratos (figura 11). La Fm. Tassent corresponde a los materiales más antiguos que afloran en la zona de estudio y se encuentran sucedidos por la Fm. Bab-n-Ouayad en contacto concordante, y con los núcleos triásicos anticlinales en contacto mecánico. Se deduce que el contacto entre los materiales triásicos y la Fm. Tassent es mecánico porque falta serie liásica inferior que no aflora (figura 9).



Figura 11: Foto satelital oblicua del Arco de Tassent (figura 9). Nótese como los estratos de la Fm. Tassent se acúñan y aumentan de buzamiento cuando están próximos al núcleo anticlinal triásico. Líneas azules: Resaltes topográficos Fm. Tassent; Líneas moradas: Contactos mecánicos entre la Fm. Tassent y el núcleo anticlinal triásico. Obtenida de Google Earth.

7.1.3 Formación Bab-n-Ouayad (Ag2); Bajociense inferior

La Fm. Bab-n-Ouayad queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como calizas masivas con alternancia de calizas estratificadas con arrecifes. Esta formación también es conocida como “cornisa calcárea” debido a su gran resistencia a la erosión formando siempre resaltes topográficos. Es sucedida por la Formación Tislit en contacto concordante. Otro rasgo característico es el color gris-ocre que contrasta con los colores de la Fm. Tassent y Fm. Tislit (figura 12).

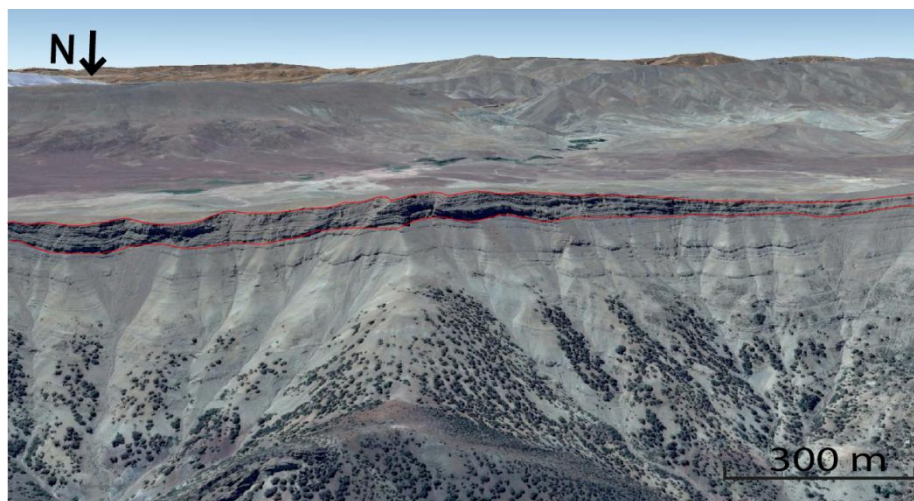


Figura 12: Foto satelital oblicua del Arco de Tassent donde se observa la Fm. Bab-n-Ouayad depositada encima de la Fm. Tassent, generando un resalte topográfico. Nótese la disminución de espesor hacia la derecha de la imagen. Obtenida de Google Earth.

7.1.4 Formación Tislit (Ag3) Bajociense medio- superior

La Fm. Tislit queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como margas verdes con intercalación de calizas ricas en corales y braquiópodos. Las capas margosas son más potentes que las calizas, por lo que su comportamiento general es el de un material poco competente (blando) dentro del cual se observan los resaltes de las capas más competentes (figura 13). Es característico su color gris-verdoso. También se observa el desarrollo de chevrons. Queda sucedida por la Fm. Imilchil en contacto concordante.

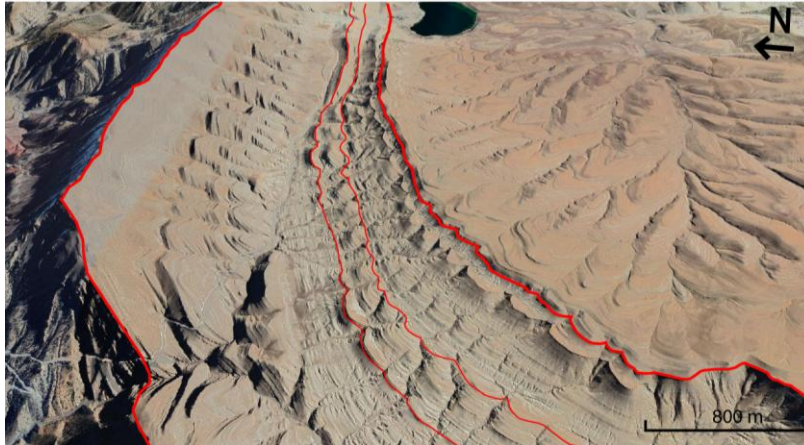


Figura 13: Imagen satelital oblicua de la zona oeste del Sinclinal de la Meseta de los Lagos. Las líneas rojas de mayor grosor delimitan la Fm. Tislit y las de menor grosor resaltan un tramo competente dentro de esta. Nótese el contraste de colores entre la Fm. Tislit y la Fm. Imilchil con colores ocre-anaranjados. Obtenida de Google Earth.

7.1.5 Formación Imilchil (An1); Bajociense terminal- Bathoniense temprano

La Fm. Imilchil queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como alternancia de margas y calizas arenosas rojas y verdes con grietas de desecación hacia techo. Mediante las imágenes satelitales se ha definido el color de esta formación como anaranjado-ocre con finas intercalaciones de materiales verdosos. Se generan chevrons que facilitan la visualización del cierre periclinal del Sinclinal de la Meseta de los Lagos. Sobre la Fm. Imilchil se deposita la Fm. Isli de forma concordante (figura 14) y puntualmente discordante en la margen izquierda del Sinclinal de la Meseta de los Lagos (figura 15).



Figura 14: Imagen satelital oblicua donde se observan la Fm. Imilchil con la formación de chevrons y depositados sobre esta, de forma puntual en las crestas de algunos cerros, la Fm. Isli (delimitados con la línea roja). Obtenida de Google Earth.

7.1.6 Formación Isli (An2); Bathoniense-¿Calloviense?

La Fm. Isli queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como areniscas de color rojo ladrillo, limos y argilitas. A partir de la imagen satelital se observa que también presenta estratos intercalados con tonalidades gris-verdosas en el Sinclinal de Ikkou. La alternancia de distintos tipos de materiales genera resalte entre los más y menos competentes (figura 15).

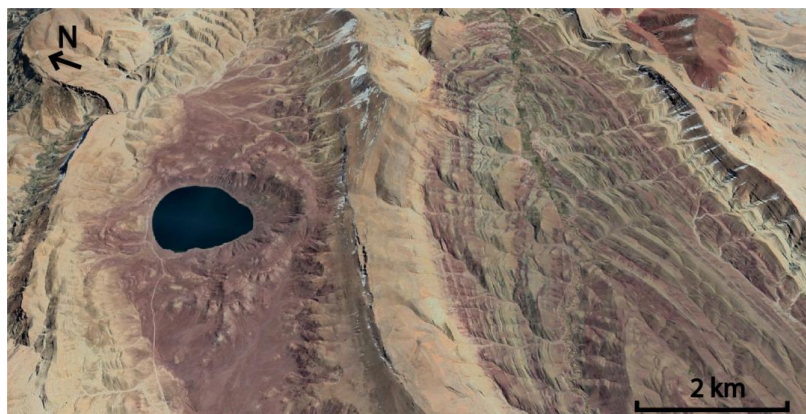


Figura 15. Imagen satelital oblicua donde se observa el Sinclinal de la Meseta de los Lagos (izquierda), el Sinclinal de Ikkou (derecha), ambos separados por el Arco de Msadrid (figura 9). Nótese la diferente representación litológica de la Fm. Isli en cada uno de los sinclinales. Obtenida de Google Earth.

7.1.7 Formación Tasraft; Paleoceno superior- ¿Eoceno inferior?

La Fm. Tasraft queda definida en la columna estratigráfica (figura 8) como margas rojas, areniscas, conglomerados, basaltos y calizas lacustres. Estos depósitos se encuentran en sinclinales que se superponen a núcleos anticlinales de materiales triásicos (figura 16). La génesis de estos depósitos es descrita por primera vez por Michard et al. (2011), denominándolos STAR.



Figura 16: Imagen satelital oblicua del Anticinal de Afert (figura 9). En rojo queda representada la traza axial del anticlinal y en amarillo queda delimitado el sinclinal de la Fm. Tasraft.

7.1.8 Magmatismo del Jurásico medio

El magmatismo jurásico se ha encontrado como diques verticales cortando las unidades más modernas Fm. Imilchil y la Fm. Isli, por lo que han de afectar a toda la serie jurásica. La bibliografía describe estos materiales como gabros. No presentan ninguna tonalidad especial. Generan un resalte fino que corta las capas de otras unidades (figura 17). Si se observa el mapa geológico (Anexo I), los gabros jurásicos no presentan ninguna dirección preferente, sino que se disponen de forma radial.



Figura 17: Imagen satelital oblicua del centro del Sinclinal de la Meseta de los Lagos (figura 9), donde se observa principalmente un dique de dirección NNE-SSW cortando la Fm. Imilchil y la Fm. Isli.

7.2 Estructura general

Las principales estructuras quedan definidas a partir de la cartografía de líneas de capa (Anexo II).

7.2.1 Cartografía geológica

Se han representado las direcciones de las estructuras calculadas ($n=150$) en un diagrama de rosas (figura 18), para así calcular la dirección preferente de estas. Se ha obtenido como resultado una dirección preferente ENE-WSW, con un valor máximo de 070° - 080° y un valor medio de 070° .

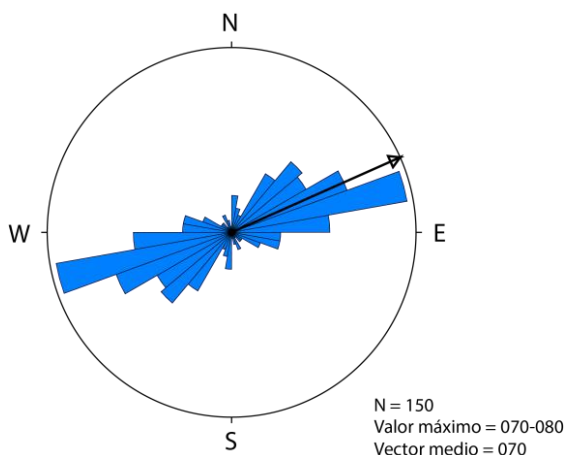


Figura 18: Representación de los datos calculados de direcciones de las estructuras en un diagrama de rosas. La flecha representada corresponde al vector medio. Obtenida de Google Earth.

La cartografía geológica (Anexo I) engloba las formaciones anteriormente descritas y en ella se reconocen estructuras de plegamiento y cabalgamiento principales. En la figura 9 se muestra una cartografía simplificada de la zona de estudio y el nombre de las principales estructuras, las cuales van a ser descritas en este apartado.

En el noroeste del mapa se encuentra el sector de Afert, compuesto por el Anticlinal y el Sinclinal de Afert (figura 9-Anexo I), ambos pliegues con una longitud de onda de escala kilométrica (3 kilómetros aproximadamente). Aflora toda la serie continua desde materiales triásicos (a excepción del lías inferior), hasta el Bajociense superior (Fm. Tislit). El Anticlinal de Afert presenta una dirección ENE-WSW y está compuesto un núcleo Triásico que contacta de forma mecánica con la Fm. Tassent y a la Fm. Bab-n-Ouayad. También presenta un pequeño depósito sinclinal Paleógeno (STAR) (Michard et al., 2011). El Sinclinal de Afert presenta una dirección NE-SW en cuyo núcleo aflora la Fm. Tislit.

El sector suroeste del mapa está compuesto por el Cabalgamiento de Irhem y el Anticlinal de Ikkou Occidental (figura 9). Afloran materiales de la Fm. Bab-n-Ouayad afectados por pliegues de dirección NE-SW con una longitud de onda de aproximadamente 500 metros. El cabalgamiento de Irhem tiene una dirección ENE-WSW, presenta una vergencia hacia el norte y pone la Fm. Bab-n-Ouayad por encima de la Fm. Tislit. El Anticlinal de Ikkou Occidental tiene una dirección NE-SW, presenta un núcleo de materiales triásicos cuya representación es más estrecha comparada con los demás núcleos anticlinales, como por ejemplo el de Tassent. Los materiales de la Fm. Tassent se ven afectados por pliegues de dirección NE-SW.

El sector norte del mapa está compuesto por el Arco de Tassent. Afloran materiales de la Fm. Tassent poniéndose en contacto mecánico con materiales triásicos en el núcleo anticlinal. El Arco de Tassent es una estructura anticlinal que atraviesa el mapa desde el noreste hasta el oeste, albergando aproximadamente unos 25 km de longitud. El núcleo triásico anticlinal está en contacto mecánico con la Fm. Tassent, a excepción del flanco SE del sector occidental que entra en contacto con la Fm. Bab-n-Ouayad. La dirección de la estructura no es constante, adoptando en el sector occidental una dirección NNE-SSW, en el sector central ENE-WSW, y en el sector oriental NE-SW.

El sector central está formado por el Sinclinal de la Meseta de los Lagos, el Arco de Msadrid y el Sinclinal de Ikkou. Los materiales jurásicos más modernos, Fm. Imilchil y Fm. Tislit tienen máxima representación en este sector, se encuentran en las estructuras sinclinales. El Arco de Msadrid es una estructura que separa ambos sinclinales a través de un cabalgamiento de vergencia norte y cuya dirección varía de NE-SW a E-W. El Arco de Msadrid podría ser considerado también como una estructura que conecta el Anticlinal de Ikkou Oriental y Occidental. El Sinclinal de Ikkou presenta una dirección NE-SW y varía hacia el oriente a una dirección E-W. El Sinclinal de la Meseta de los Lagos presenta una dirección NE-SW.

Por último, el sector oriental está compuesto por el Sinclinal de Anfgou, Anticlinal de Ikkou Oriental, Sinclinal de Amagmag y Sinclinal de Almghou. En este sector vuelven a aflorar materiales paleógenos asociados a núcleos anticlinales de materiales triásicos. El Sinclinal de Anfgou presenta una dirección NNE-SSW, afloran materiales desde triásicos hasta bajociense superior (Fm. Tislit). Al oeste, se desarrolla un retrocabalgamiento de dirección E-W que pone en contacto la Fm. Tassent con la Fm. Tislit. El Anticlinal de Ikkou Oriental de dirección NE-SW,

presenta un núcleo de materiales triásicos en contacto mecánico con la Fm. Tassent. El Sinclinal de Amagmag está formado por materiales de la Fm. Imilchil y Fm. Isli. Se encuentra en contacto mecánico con materiales triásicos tanto por el oeste como por el NNE. Un cabalgamiento de vergencia norte y dirección NE-SW pone en contacto el Sinclinal de Amagmag y el Sinclinal de Almghou, compuesto por materiales del Bajociense.

El Toarciense y Aalenienense que afloran en la zona sur-sureste de la hoja están afectados por pliegues de menor escala y de direcciones ENE-WSW y NE-SW (Anexo I).

7.2.2 Cortes geológicos

La estructura general y en profundidad de la región puede también observarse a partir de los tres cortes geológicos transversales a las direcciones principales de las estructuras realizados (ver localización en Anexo 1).

7.2.2.1 Corte 1

En el corte I-I' (figura 19) se observa como los cabalgamientos presentan una vergencia hacia el noroeste y sus buzamientos son elevados, donde probablemente afecten al zócalo varisco. El diapiro del anticlinal de Tassent es fosilizado por la Fm- Bab-n-Ouayad (Bajociense inferior). La Fm. Tislit pierde espesor hacia el SE. El Anticlinal de Tassent en esta sección es simétrico con flancos que buzanan aproximadamente 30°. Tanto el arco de Msadrid como el anticlinal más oriental presentan una ligera vergencia al NW.

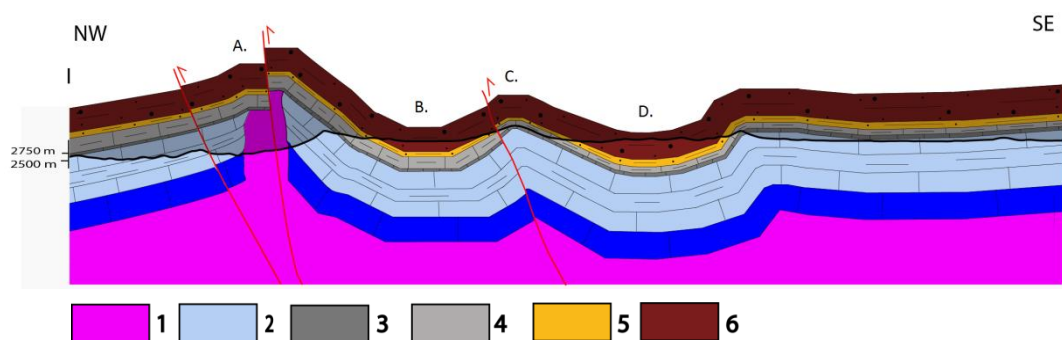


Figura 19: Corte geológico I-I' de la zona central del mapa (ver situación en el Anexo I). 1: Argilitas y basaltos triásicos; 2: Ag1 o Formación (Fm) Tassent, Liásico superior-Aalenienense; 3: Ag2 o Fm. Bab n' Ouayad ("Cornisa calcárea"), Bajociense inferior; 4: Ag3 o Fm. Tislit, Bajociense medio-superior; 5: An1 o Fm. Imilchil, Bajociense bajo; 6: An2 o Fm. Isli, Bathoniense-¿Calloviense? (lechos rojos). (A) Anticlinal de Tassent; (B) Sinclinal de la Meseta de los Lagos; (C) Arco de Msadrid; (D) Sinclinal de Ikkou.

7.2.2.2 Corte 2

En el corte II-II' (figura 20) se observa como los anticlinales son simétricos y no presentan vergencia. Todos los anticlinales están asociados a diapiros. Los diapiros del Anticlinal de Afert y del Arco de Tassent en esta sección son fosilizados por la Fm. Bab-n-Ouayad (Bajociense inferior). Sin embargo, el diapiro del Anticlinal de Ikkou Occidental se encuentra fosilizado por la Fm. Imilchil (Bajociense medio). Los tres anticlinales son pliegues simétricos. Los diques verticales o subverticales del Jurásico medio-superior atraviesan toda la serie.

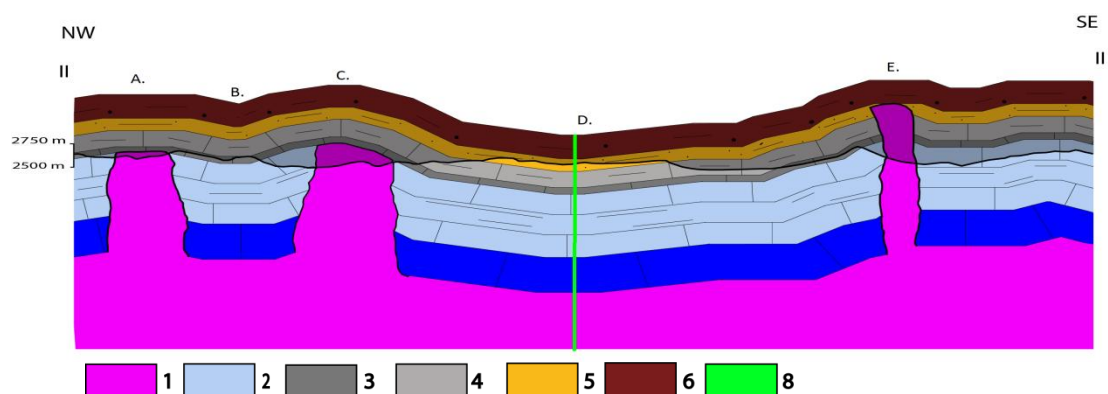


Figura 20: Corte geológico II-II' de la zona occidental del mapa (ver situación en el Anexo I). 1: Argilitas y basaltos triásicos; 2: Ag1 o Formación (Fm) Tassent, Liásico superior-Aalenense; 3: Ag2 o Fm. Bab n' Ouayad ("Cornisa calcárea"), Bajociense inferior; 4: Ag3 o Fm. Tisli, Bajociense medio-superior; 5: An1 o Fm. Imilchil, Bajociense bajo; 6: An2 o Fm. Isli, Bathoniense-¿Calloviense? (lechos rojos); 8: Rocas magmáticas del Jurásico medio-superior. (A) Anticlinal de Afert, (B) Sinclinal de Afert, (C) Arco de Tassent, (D) Sinclinal de la meseta de los lagos, (E) Anticlinal de Ikkou Occidental.

7.2.2.3 Corte 3

En el corte III-III' (figura 21) se observa como ambos cabalgamientos tienen un elevado buzamiento y presentan una vergencia hacia el norte. Posiblemente no se enraícen en el nivel triásico, afectando al zócalo varisco. Los diapiros de los Anticlinales de Tassent e Ikkou Oriental están fosilizados por la Fm. Bab-n-Ouayad (Bajociense inferior). El Sinclinal de Amagmag se ve afectado por diapiro que es fosilizado por la Fm. Isli (Bathoniense-¿Calloviense?). Los anticlinales asociados a diapiros son simétricos, mientras que el anticlinal asociado al cabalgamiento que separa el Sinclinal de Amagmag y Almghou presenta una vergencia NW. Las unidades jurásicas que abarcan edades desde el Bajociense inferior (Fm. Bab-n-Ouayad) al Bajociense superior-Bathoniense temprano (Fm. Imilchil) presentan cambios de espesor asociados a los anticlinales producidos por diapiros.

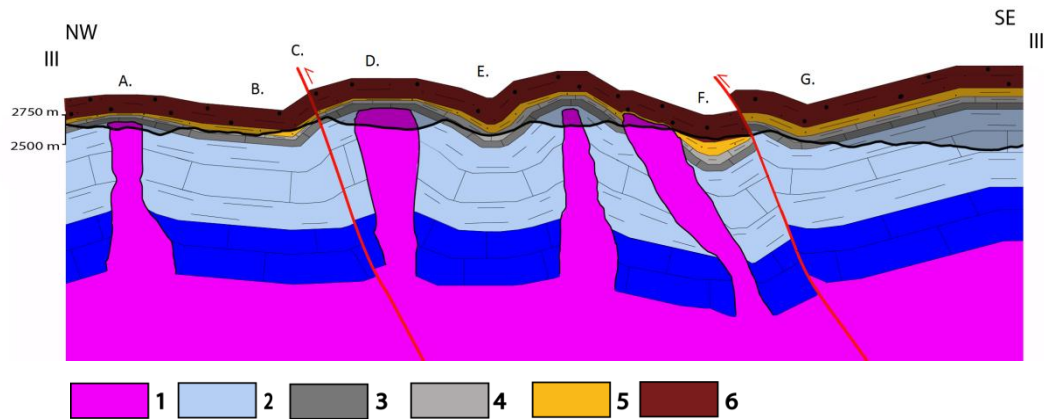


Figura 21: Corte geológico III- III' de la zona oriental del mapa (ver situación en el Anexo I). 1: Argilitas y basaltos triásicos; 2: Ag1 o Formación (Fm) Tassent, Liásico superior-Aalenense; 3: Ag2 o Fm. Bab n' Ouayad ("Cornisa calcárea"), Bajociense inferior; 4: Ag3 o Fm. Tislit, Bajociense medio-superior; 5: An1 o Fm. Imilchil, Bajociense bajo; 6: An2 o Fm. Isli, Bathoniense-¿Calloviense? (lechos rojos). (A) Extremo oriental del Arco de Tassent, (B) Extremo oriental del Sinclinal de la Meseta de los Lagos, (C) Arco de Msadrid, (D) Anticlinal de Ikkou Oriental, (E) Extremo oriental del Sinclinal de Ikkou, (F) Sinclinal de Amagmag, (G) Sinclinal de Almghou.

8. Discusión de resultados. Evolución geológica de la zona

Como en cualquier estudio científico, la calidad de los resultados depende del material y la metodología con la que se trabaja. Los avances tecnológicos de las últimas décadas han brindado al área de la Geología la oportunidad de trabajar telemáticamente, sin necesidad de realizar actividad de campo presencial. Actualmente estamos viviendo una crisis sanitaria a mundial, una pandemia causada por un virus (COVID-19), que limita nuestra movilidad, por lo que desplazarse hasta Marruecos para realizar actividad de campo se complica. Hay que ser siempre consciente que el teletrabajo ha de ser complementario a la actividad de campo, ya que hay ciertas limitaciones, las cuales afectan concretamente a este trabajo:

La cartografía geológica mediante imagen satelital conlleva a la falta de información para la interpretación cinemática de la estructura. Los indicadores cinemáticos son evidencias físicas de campo que escapan a la resolución de la imagen satelital. También es complicado evaluar las relaciones tecto-sedimentarias en detalle, que nos aporta información sobre los cambios de espesores relacionados con la actividad tectónica de la zona.

Por ello, en este trabajo ha sido complicado identificar unidades halocinéticas (relacionadas con el diapirismo). Joussiaume (2016) determina que los sedimentos de edad jurásica presentan una naturaleza halocinética, pero en este estudio en base a los resultados obtenidos solo se han identificado 4 evidencias que se pueden asociar a unidades halocinéticas: (1) Disminución de espesor de la Fm. Bab-n-Ouayad (Bajociense inferior) en el Arco de Tassent (figura 12); (2) Acuñaamiento de la Fm. Tassent (Aalenense-Toarciense) hacia el diapiro del Arco de Tassent (figura 11). (3) Acuñaamiento de la Fm. Imilchil hacia el diapiro que afecta al sinclinal de Amagmag (figura 22), donde también podría estar afectada la Fm. Isli (Bathoniense-¿Calloviense?). (4) Disminución de espesor de la Fm. Tislit (Bajociense medio-superior) y de la Fm. Imilchil (Bajociense tardío-Bathoniense temprano) deducidos a partir de los datos de buzamientos en el corte I-I'.



Figura 22: Relación geométrica entre el diapiro y la Fm. Imilchil (delimitada en color rojo), afectando al Sinclinal de Amagmag.

Las disminuciones de espesor representadas en el corte geológicos I-I' (figura 19) de la Fm. Tislit y Fm. Imilchil no están asociadas a un diapiro y no pueden ser coetáneas al cabalgamiento de la compresión alpina, por lo que o no son unidades halocinéticas o el anticlinal está mal interpretado en el corte y corresponde a un anticlinal de origen diapírico de bajo desarrollo posteriormente fracturado por la reactivación durante la compresión alpina de una falla normal del rifting mesozoico. Las demás disminuciones de espesor representadas en el corte geológico III-III' (figura 21) son interpretadas en base a los datos aportados por Joussiaume (2016), el cual cita que todas las unidades jurásicas que afectan a la zona de Imilchil son coetáneas a la actividad diapírica, por lo que todas podrían ser unidades halocinéticas. Cabe destacar que Vergés et al. (2017) determina que la actividad diapírica en el área de Imilchil fue continua desde el Toarciense hasta el Calloviense temprano, reconociendo dos fases de alta intensidad: (1) Toarciense- Aalenienense superior; (2) Bajociense superior y que ambas fases coincidentes con las evidencias más características de este trabajo que son los acñamientos observados mediante la imagen satelital de la Fm. Tassent (Toarciense-Aalenienense) y de la Fm. Imilchil (Bajociense terminal-Bathonienense temprano) (figuras 11 y 22 respectivamente).

Por otro lado, la gran mayoría de diapiros de materiales triásicos son fosilizados por la Fm. Bab-n-Ouayad y no se observan geometrías características de depósitos halocinéticos, por lo que la actividad diapírica pudo haber afectado de forma heterogénea a la zona de estudio. También se observa que hacia el sur de la zona (Anexo I) los diapiros atraviesan unidades más modernas (Bajociense superior-Bathonienense terminal, Fm. Imilchil) mientras que hacia el norte los diapiros son fosilizados por la Fm. Bab-n-Ouayad (Bajociense inferior). Esto apoya la idea de un proceso tectónico jurásico continuo pero heterogéneo en cuanto a intensidad con dos eventos máximos (1) Toarciense-Aalenienense (2) Bajociense terminal-Bathonienense temprano.

En base a la interpretación de los cortes geológicos, podemos observar como por norma general los anticlinales asociados a diapiros no presentan vergencia, y sin embargo los anticlinales asociados a cabalgamientos presentan una vergencia NW, similar a la dirección de transporte de los cabalgamientos, como por ejemplo el anticlinal tumbado representado en la cartografía geológica (Anexo I), asociado al cabalgamiento que separa el Sinclinal de Amagmag y el de Almghou (figura 9). Por lo que hay anticlinales asociados a la etapa diapírica jurásica y

otros anticlinales asociados a la etapa de compresión alpina. El Arco de Tassent y el Arco de Msadrid podrían ser dos ejemplos de anticlinales afectados por ambas etapas.

Los cabalgamientos representados en los cortes presentan buzamientos muy elevados, rasgo más característico de fallas normales. Conociendo la geología histórica del lugar es más coherente asociar los cabalgamientos a una reactivación alpina de antiguas fracturas heredadas del rifting mesozoico. Estos no se enraízan en el Triásico, pudiendo llegar a afectar al zócalo varisco.

Las direcciones de las estructuras medidas sobre la cartografía oscilan entre NE-SW, ENE-WSW, E-W y la dirección preferente obtenida a partir del diagrama de rosas ha sido ENE-WSW. Todas estas direcciones son coherentes con la orientación del Alto Atlas ya que presenta una orientación aproximada E-W, con numerosas fallas internas oblicuas de dirección NE-SW (Teixell et al., 2007).

Por último, las relaciones de corte de los diques observadas en la imagen satelital concuerdan con la actividad ígnea durante el Jurásico medio descrita por Michard et al. (2008). Estos cortan toda la serie triásica-jurásica representada en la figura 8 chocando con la inconformidad angular de la Fm. Tasraft (Paleoceno superior- ¿Eoceno inferior?). Por lo que la edad de los diques queda datada en el Bathoniense, edad que concuerda con la datada por Arboleya et al. (2004). La disposición radial de los diques que afloran en el Sinclinal de la Meseta de los Lagos (Anexo I) podrían estar asociados a fracturas producidas durante el abombamiento y fracturación de las unidades por la génesis de diapiros, pero no queda claro.

En base a todo lo anterior, la evolución histórica de la zona es la siguiente:

(1) Sedimentación de lutitas evaporíticas triásicas durante la primera etapa de rifting triásico; (2) Erupción volcánica en el límite Triásico-Jurásico depositando grandes basaltos (evento CAMP), los cuales quedarán incluidos dentro de los núcleos triásicos por el arranque producido por la actividad diapírica; (3) Segunda etapa de rifting durante el Jurásico inferior que genera fracturas ENE-WSW; (4) Sedimentación del Lías inferior; (5) Etapa de actividad diapírica (Toarciense-Bathoniense) con el depósito de las unidades halocinéticas jurásicas (desde Fm. Tassent hasta Fm. Isli), quedando registrados dos eventos máximos (Toarciense-Aalenense y Bajociense terminal-Bathoniense temprano). Es cuando también, se forman las grandes estructuras anticlinales y sinclinales (figura 9). (6) Evento magmático durante el Bathoniense-¿Calloviense? Que genera diques alcalinos subverticales que cortan todas las unidades anteriores; (7) Inicio de la compresión alpina durante el Cretácico Laville et al. (1977) con la reactivación de las fallas mesozoicas ENE-WSW en cabalgamientos, generando pliegues vergentes hacia el NW y afectando a los anticlinales diapíricos del Arco de Tassent y de Msadrid (figura 9); (8) Etapa compresiva donde se depositan y se erosionan las unidades hasta llegar al Paleoceno; (9) Formación de depósitos STAR (figura 16) por el ligero plegamiento de los núcleos diapíricos erosionados; (10) Eventos de compresión alpina-erosión hasta la actualidad.

9. Conclusiones

- Geological cartography made from satellite image provides little information for kinematic interpretation of the structure due to lack of resolution.
- The deformation of the area is mainly associated with the intense diapirism during the Jurassic, which produced the deposit of halokinetic sediments from the Toarcian to the Callovian, Vergés et al. (2017), generating the main anticline and synclinal structures in the area (figure 9).
- There are two events of maximum diapiric activity during the Aalenian-Toarcian and the Late Bajocian-Early Bathonian.
- The diapirism was produced due to the previous deposit of evaporite shale sediments.
- The directions of the structures measured on the cartography (NE-SW, ENE-WSW, E-W) and the preferred direction obtained from the rose diagram (ENE-WSW) are correlated with the orientation of the High Atlas.
- Major structures such as the Arch of Tassent vary in direction due to the presence of oblique fractures in a NE-SW direction apart from the general E-W tendency of the High Atlas.
- A magmatic event occurred during the Bathonian-Callovian? Producing vertical dikes that cut the entire series up to that age.
- No specific origin can be assigned to the radial arrangement of the Jurassic dikes.
- Most of the major and minor structures verging to the NW have been produced and / or affected by alpine compression.
- Thrusts have been produced by the reactivation of normal faults of the Mesozoic rifting during the Alpine orogeny.
- According to the sediments that emerge in the area, the alpine compression lasts at least until the Upper Paleocene - Lower Eocene?

10. Bibliografía

Arbolea, M.L., Teixel, A., Charroud, M., Julivert, M. (2004): A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 319-327.

Barbero L., Teixell A., Arbolea M.-L., Rio P.D., Reinert P.W., Bougadir B., Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology, *Terra Nova* 19: 58–64.

- Charrière, A., Ibouh, H., Haddoumi, H. (2011): Circuit C7, Le Haut Atlas central de Beni Mellal à Imilchil. En: *Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc* (Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Mouttaqi, A., eds.). Notes Mem, Serv. géol, Maroc, 109–162.
- Coisy, P. y Frogneux, M. (1980): Une étude de microsismicité. La région de Tillouguite (Haut Atlas de Beni Mellal). *Mines, Géologie et Energie*, 47: 93-102.
- Couvreux, G. (1973): Etagement de formes et néotectonique sur le versant sud du Haut Atlas. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 22: 109-124.
- Dutour, A. y Ferrandini, J. (1985): Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 26: 285-297.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, E. y Mercier, E. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19: 740-761.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A. (2008): Chapter 4, The Atlas System. En: *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction* (Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., eds). Springer, 133-202.
- Ibouh, H., Michard, A., Charrière, A., Benkaddour, A., Rhoujjati, A. (2014): Tectonic-karstic origin of the alleged "impact crater" of Lake Isli (Imilchil district, High Atlas, Morocco). *C.R. Geoscience*, 346: 82-89.
- Joussiaume, R. (2016). *Les relations entre diapirisme et sédimentation: Exemple du Jurassique moyen de la région d'Imilchil, Haut-Atlas central, Maroc* (Doctoral dissertation, Bordeaux 3).
- Laville E., Piqué A., Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): A tectonic model. Structural and orogenic inversions, *Geol. Rundsch.* 81: 157–170.
- Laville, E., Lesage y J.-L. y Séguret, M. (1977): Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin Société géologique de France*, 19: 527-539.
- Martin, J., 1981. Le Moyen Atlas central. Étude géomorphologique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 258 bis, p. 446.
- Martinez-Torres, L.M., Lopetegui, A., Eguiluz, L. (2012): Automatic resolution of the three-points geological problema. *Computers & Geoscience*, 42: 200-202.
- Medina, F. y Cherkaoui, T. (1991): Focal mechanisms of the Atlas earthquakes, and tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 80: 639-648.
- Michard, A., Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O., Chalouan, A. (2008): Chapter 1, An Outline of the Geology of Morocco. En: *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, stratigraphy, and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction* (Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., eds). Springer, 1-31.
- Michard, A., Ibouh, H., & Charrière, A. (2011): Syncline-topped anticlinal ridges from the High Atlas: A Moroccan conundrum, and inspiring structures from the Syrian Arc, Israel. *Terra Nova*, 23(5), 314-323.
- Monbaron, M., 1982. Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique: exemple du domaine atlasique méso-gén du Maroc. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 294 (II), 883– 886.
- Morel, J., Zouine, M., Andrieux, J. y Faure-Muret, A. (2000): Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 119-131.
- Morel, J., Zouine, M. y Poisson, A. (1993): Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bulletin Société géologique de France*, 164: 79-91.

Sani, F., Zizi, M. y A.W. Bally (2000): The Neogene- Quaternary evolution of the Guercif Basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 343-357.

Sebrier, M., Siame, L., Zouine, E.M., Winter, T., Missenard, Y. y Leturmy, P. (2006): Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus Geosciences*, 338: 65-79.

Figura 5: <https://d-maps.com/>

Figura 5: <https://www.google.es/maps>

Teixell, A., Ayarza, P., Tesón, E., Babault, J., Alvarez-Lobato, F., Charroud, M., Julivert, M., Barbero, L., Amrhar, M., Arbolea, M. L. (2007): Geodinámica de las cordilleras del Alto y Medio Atlas: Síntesis de los conocimientos actuales. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4), 333-350.

Vergés, J., Moragas, M., Martín-Martín, J.D., Saura, E., Casciello, E., Razin, Ph., Grelaud, C., Malaval, M., Jousiame, R., Messenger, G., Sharp, I., Hunt, D.W. (2017): Salt Tectonics in the Atlas Mountains of Morocco. En: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins: Tectonics and Hydrocarbon Potential (Soto, J.I., Flinch, J.F., Tari, G., eds). *Elsevier*, 563-579.

11. Anexos

- Anexo I: Cartografía Geológica.
- Anexo II: Mapa de líneas cartográficas.